

Comunicación D-3

ESTUDIO DE SERIES TEMPORALES DE VIENTO. APLICACIÓN A LAS BRISAS COSTERAS

Manuel Patricio López Carmona

OMD de la Flota y Base Naval de Rota, INM

Cristina López Sánchez

Dep. Física Aplicada, Univ. Cadiz

RESUMEN

En este trabajo se plantea la utilidad de algunos métodos estadísticos aplicados a la predicción local de vientos, concretamente en áreas costeras afectadas por las brisas. Para este fin se ha empleado una serie continua de datos horarios de viento recopilados durante los últimos cuatro años en la Base Naval de Rota, así como algunos registros de la estación automática de Cádiz «Puente de Carranza». Los resultados del Análisis Rotatorio de estas series permiten, entre otras cosas, caracterizar las variaciones locales del viento asociadas al calentamiento diurno del terreno.

1. Introducción

Las brisas costeras son la respuesta atmosférica que se establece a escala mesoβ a consecuencia del diferente calentamiento de las superficies terrestre y marítima. En las tres últimas décadas se han desarrollado numerosos modelos teóricos y numéricos para simular sus características. Todos los autores coinciden al señalar como principales factores en su desencadenamiento y desarrollo:

- la dirección y velocidad del viento a escala sinóptica,
- la estabilidad de la estratificación en la zona costera,
- el parámetro de Coriolis,

aunque también intervienen la fricción y las condiciones de contorno: la configuración de la costa, la orografía, el tipo de suelo, ... afectan a la extensión y configuración de la brisa.

Para estudiar en detalle la estructura dinámica de la brisa se pueden utilizar procedimientos numéricos, basados en modelos dinámicos, entre los cuales destacan los desarrollados por Estoque (1962), Neumann (1971), Pearson (1983), Kusuda y Abe (1989), Bechtold *et al.* (1991), Ai-ritt (1992) y Zhong y Takle (1993). Su resolución es generalmente compleja y difícil su aplicación a la predicción operativa. Normalmente, el objetivo planteado es el pronóstico de la evolución diurna de la dirección y velocidad del viento en superficie

en una zona próxima al litoral. En este caso, es posible conseguir buenos resultados recurriendo a métodos estadísticos, basados en el análisis de series temporales de viento mediante técnicas espectrales, muy utilizadas en Microturbulencia y en Oceanografía Física. Su aplicación servirá para manifestar las variaciones diurnas del viento en zonas que dispongan de registros de viento superficial.

2. Métodos espectrales

El espectro de potencia de una serie temporal es la transformada de Fourier de la función discreta de autocovarianza de la serie, y da idea de la distribución de varianza en función de la frecuencia. La transformada de Fourier no es invariante bajo la rotación de los ejes y su espectro energético tampoco.

Consideraremos el plano de la hodógrafa del viento como horizontal, y a él nos referiremos usando un sistema cartesiano local, con los ejes X e Y coincidiendo respectivamente con las direcciones E y N. Se ha adoptado para la representación de la hodógrafa el criterio seguido en los polígonos de brisas, por lo que las figuras que se presentarán no dan idea del destino (extremo del vector), sino de la procedencia del viento.

2.1 Espectro rotatorio del viento

Se fundamenta en la representación en el espacio de las frecuencias del espectro de varianza de cualquier serie temporal vectorial. Ello permite reconstruir las series temporales analizadas en un nuevo dominio dependiente de la frecuencia (Fig. 2).

Tomando el viento como variable horizontal (bidimensional), cualquier serie de observaciones de viento puede considerarse como la realización de un proceso continuo, estacionario y estocástico con media cero y varianza constante. El algoritmo de la transformada discreta de Fourier será el utilizado para efectuar la partición de la varianza de la muestra en diferentes bandas de frecuencia. En el plano horizontal,

$$V(t) \equiv w(t) = u(t) \mathbf{i}_x + v(t) \mathbf{i}_y$$

en que $(\mathbf{i}_x, \mathbf{i}_y)$ son los vectores unitarios dirigidos hacia el E y hacia el N. Considerando la representación espectral del viento como suma de un número indefinido de términos, correspondiente cada uno de ellos a una banda de frecuencias $(\sigma_k \pm \delta\sigma_k)$

$$u(t) = \sum_{k=0}^{\infty} u_k \cos(\sigma_k t - b_k)$$

$$v(t) = \sum_{k=0}^{\infty} v_k \cos(\sigma_k t - c_k)$$

siendo $\sigma_k = \pi k/T$, y $2T$ el intervalo de las observaciones. Usando notación compleja y aplicando la expresión de Euler,

$$w(t) = u(t) + iv(t) = \sum_{k=-\infty}^{+\infty} w_k e^{i\sigma_k t}$$

$$w_k = \frac{1}{2} (u_k e^{-ib_k} + iv_k e^{-ic_k})$$

$$w_{-k} = \frac{1}{2} (u_k e^{+ib_k} + iv_k e^{+ic_k})$$

siendo $\sigma_{-k} = -\sigma_k$. La expresión de la izquierda se denomina representación polarizada del viento. Definiendo

$$w_k \equiv |w_k| e^{i\theta_k} \quad w_{-k} \equiv |w_{-k}| e^{i\theta_{-k}}$$

la componente del viento para el intervalo $(\sigma_k \pm \delta\sigma_k)$ vendrá dada por el vector suma

$$W_k(t) = w_k e^{i\sigma_k t} + w_{-k} e^{i\sigma_{-k} t}$$

que es la constituyente espectral del viento $w(t)$ para la frecuencia σ_k , correspondiente a un período $T_k = 2\pi/\sigma_k$. El primer término es un vector de módulo $|w_k|$ que forma un ángulo $(a_k + \sigma_k t)$ con el eje X, mientras que el segundo, de módulo $|w_{-k}|$, forma un ángulo $(a_{-k} + a_k)$ en sentido horario con el mismo eje. La varianza del viento es $2T(w_k^2 + w_{-k}^2)$, y ha sido particionada como función de la frecuencia en dos porciones:

- El espectro horario, que se refiere a una representación de $2Tw_k^2$ frente a la frecuencia ($\sigma_k < 0$).
- El espectro antihorario es la distribución frecuencial de $2Tw_{-k}^2$, donde $\sigma_k > 0$,

siendo el intervalo de muestreo en nuestro caso $2T = 1$ h.

Se comprueba que en el plano de la **hodógrafa** se induce una rotación elíptica para cada banda de frecuencia (cuando $t = T_k$ el radiovector describe 2π rad y la curva es cerrada). Dicha elipse, centrada en el valor medio de la serie de viento, tiene de parámetros:

$$\text{Semieje mayor: } M = |w_k| + |w_{-k}|$$

$$\text{Semieje menor: } m = |w_k| - |w_{-k}|$$

$$\text{Inclinación: } \theta = \frac{1}{2}(a_k + a_{-k})$$

de manera que el valor del viento en cualquier instante será la suma de todas sus constituyentes en frecuencia

$$w(t) = \sum W_k(t)$$

La elipse correspondiente a la banda diurna tiene de frecuencia $\sigma_k = 0,0416667 \text{ cic h}^{-1}$ (período $T_k = 24$ h). Así, si realizamos el análisis espectral de una serie temporal de datos de viento en un observatorio, será posible aislar la contribución de todos los efectos que respondan a un ciclo de **24** horas filtrando la componente diurna. Obtendremos así una elipse que no es otra cosa que la hodógrafa de la constituyente diurna del viento, calculada estadísticamente, cuyo sentido de giro viene determinado por el signo de m .

El espectro rotatorio de una serie temporal vectorial es invariante bajo la rotación de los ejes, de ahí que estemos ante una descripción fundamental de las series temporales de viento.

2.2 Series temporales analizadas

Se han tratado series temporales de datos horarios de viento, promedio de los diez minutos previos, obtenidas en Rota y Cádiz. En sus espectros rotatorios, los picos más significativos de **densidad** espectral están usualmente ubicados en las bajas frecuencias, y a pesar de su interés climatológico por cuanto permiten distinguir ciclos sinópticos en el seno de una estación, nos centraremos en la banda diurna. Su contribución al espectro se fundamenta en su coincidencia con el ciclo de insolación, causante del calentamiento del terreno, cuyos efectos dinámicos se pueden resumir básicamente en:

1. Inestabilización de la capa límite sobre el terreno, permitiendo los flujos verticales de momento horizontal y de calor turbulento. Ello provoca una disminución de la fricción y, en consecuencia, un aumento de la velocidad del viento.

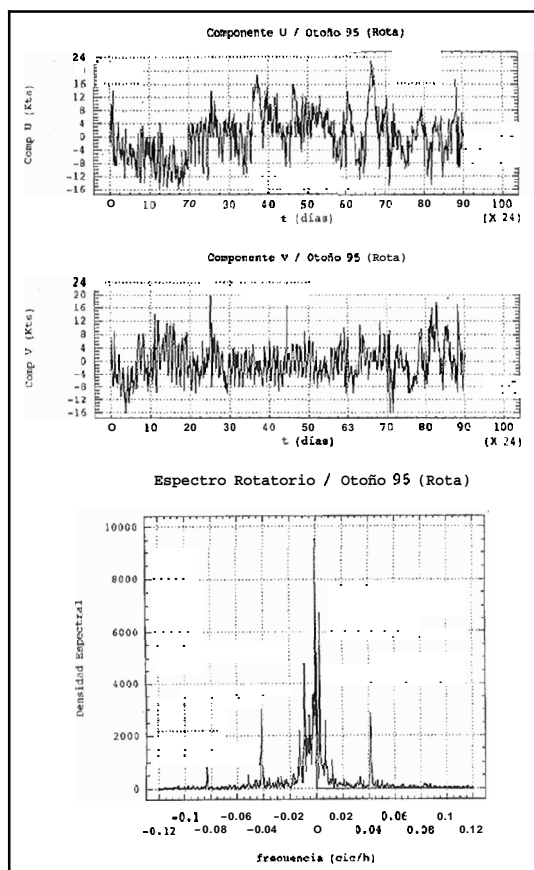


Fig. 1. Serie de componentes horizontales de viento (Rota, otoño de 1995) y su correspondiente espectro rotatorio

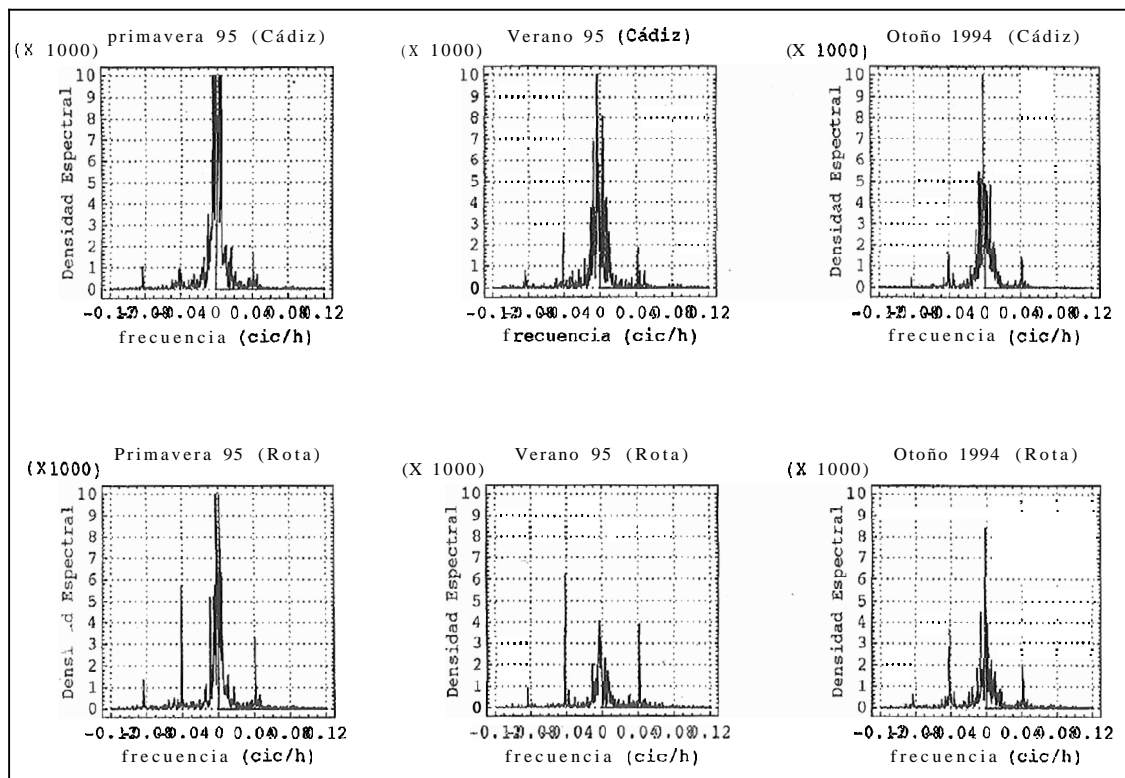


Fig. 2.n. Espectros rotatorios obtenidos para Cádiz y Rota en diferentes estaciones

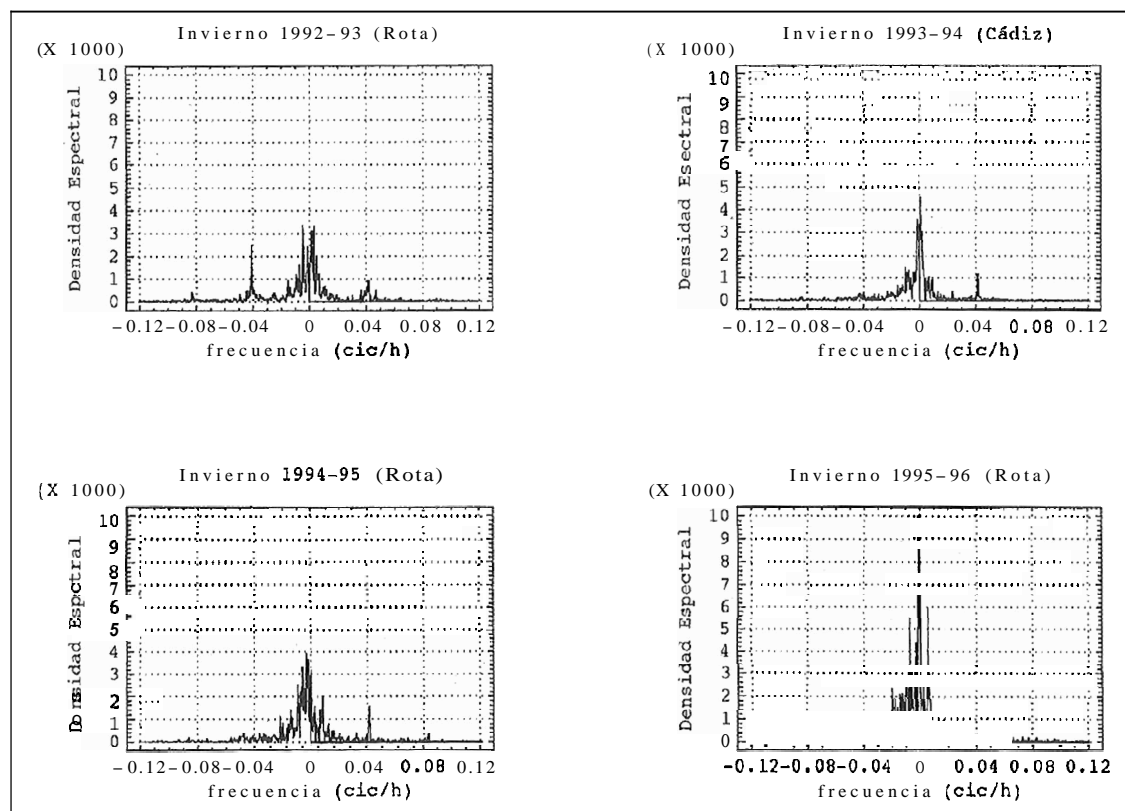


Fig. 2.b. Espectros rotatorios de los últimos inviernos

2. Desencadenamiento de un gradiente de presión mesoescalar superpuesto al gradiente de presión sinóptico, lo que permite, bajo ciertas circunstancias, el desan-olio de las brisas como circulaciones individuales en la franja litoral.

En los espectros estacionales deducidos de series temporales simultáneas en Rota y Cádiz, se observa (Fig. 3.a) el verano como la estación con mayor aportación diurna a la energía de la serie, con los máximos más acusados en las frecuencias $\sigma_k = \pm 0,0416667$ cic/h. Estos picos diarios son más pronunciados en Rota, indicando mayor presencia y amplitud de las brisas que en Cádiz, lo cual es lógico dada la insularidad de la capital. Hay además una mayor proporción estival de giros liorarios que antihorarios, dado que la circulación de la brisa conlleva predominantemente un *veering* o rodada en el sentido de las agujas del reloj. En la Fig. 3.b se aprecia el espectro correspondiente al invierno de 1995-96 como el de menor aportación energética diurna a la varianza, fruto del mayor influjo sinóptico, mientras que los secos inviernos anteriores muestran una aportación apreciable de la constituyente diurna.

Para tareas de predicción, se pueden obtener buenos resultados de los métodos estadísticos, refiriéndonos a la representación elíptica de la evolución del viento utilizando series temporales de algunos días de longitud en condiciones sinópticas más o menos estacionarias. Dispondremos así de hodógrafos característicos para diferentes situaciones sinópticas, tal y como las que aparecen en la Fig. 4 comparadas con los valores medios horarios de las series de partida.

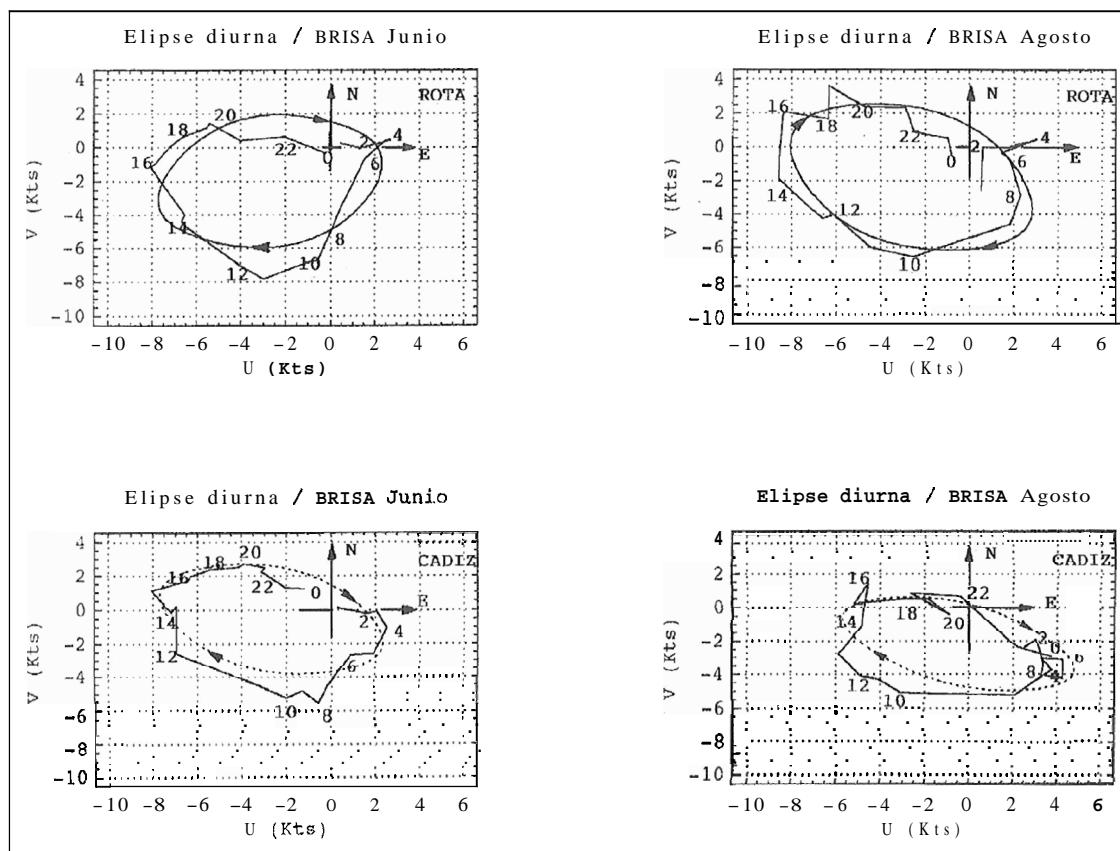


Fig. 3. Evoluciones medias horarias y elipses características para diferentes situaciones sinópticas, obtenidas de series de viento simultáneas en Rota y Cádiz

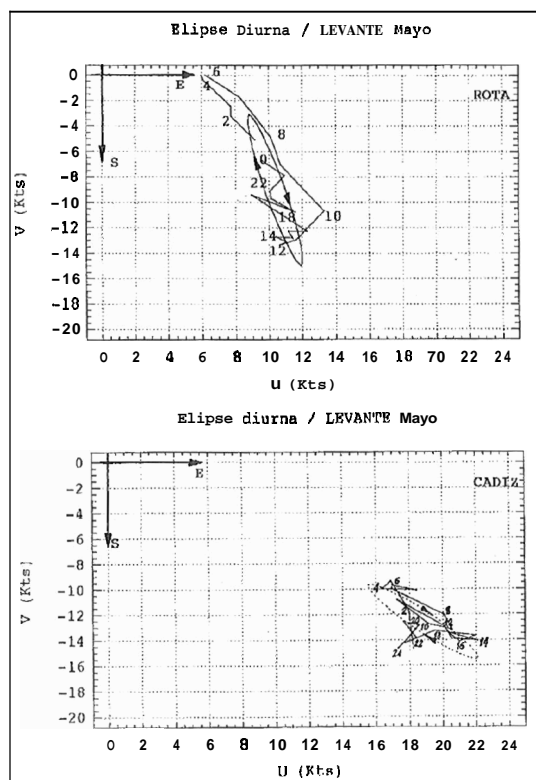
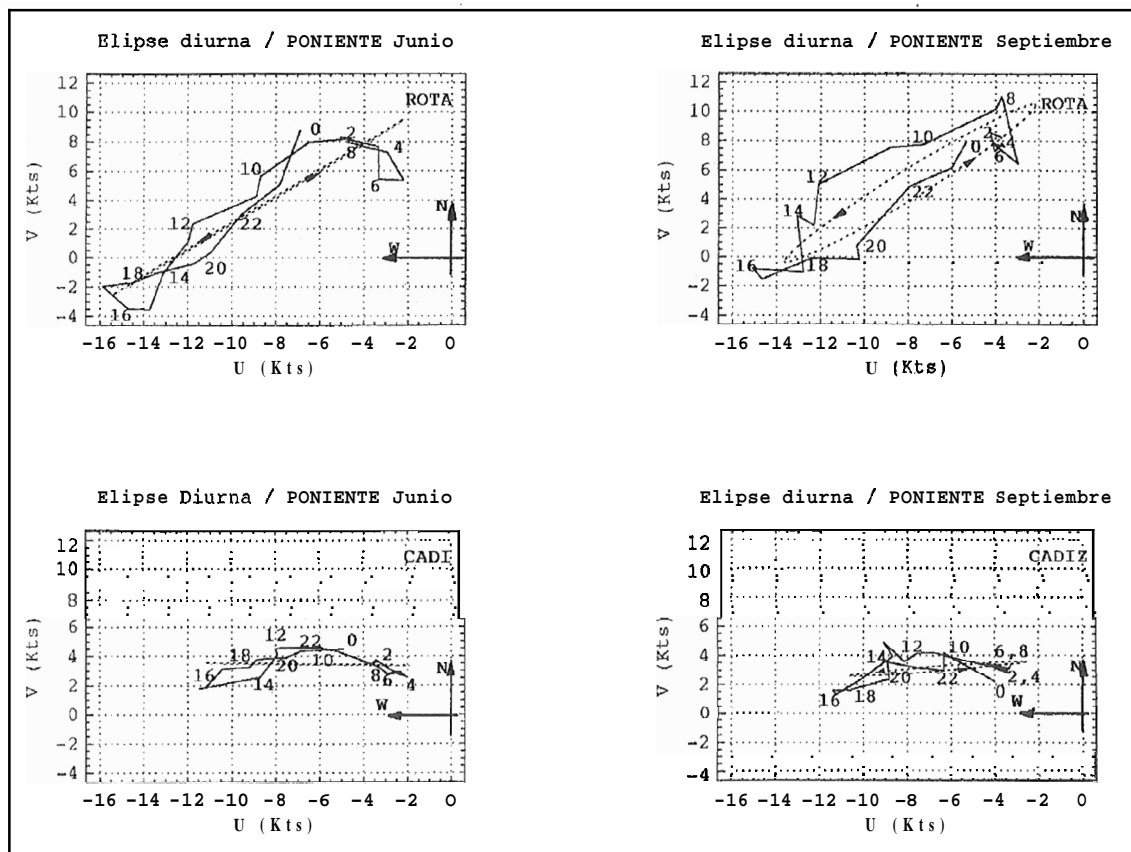


Fig. 3. Evoluciones medias horarias y elipses características para diferentes situaciones sinópticas, obtenidas de series de viento simultáneas en Rota y Cádiz

(continuación)

Estas elipses están centradas en un punto que se corresponde con los valores de las componentes del viento medio de la serie temporal analizada. Para un viento sinóptico previsto con igual procedencia, su variación diurna podrá obtenerse aplicando el principio de superposición lineal (lo cual sólo es estrictamente aplicable en ausencia de efectos advectivos), es decir, centrando la elipse característica en el lugar correspondiente al viento sinóptico previsto.

Para conocer el valor de la dirección horaria del viento, en el caso de la brisa se puede recurrir al cálculo numérico de las expresiones dinámicas que se exponen más adelante, aunque la presencia de viento sinóptico puede complicar su resolución. Si es posible, no obstante, obtener la razón de giro del viento en ausencia de flujo sinóptico (según la expresión de Neumann que se expone en el apartado 3) y corregir, al menos cualitativamente, el resultado en función de las aceleraciones o retardos asociados a la presencia de viento a macroescala.

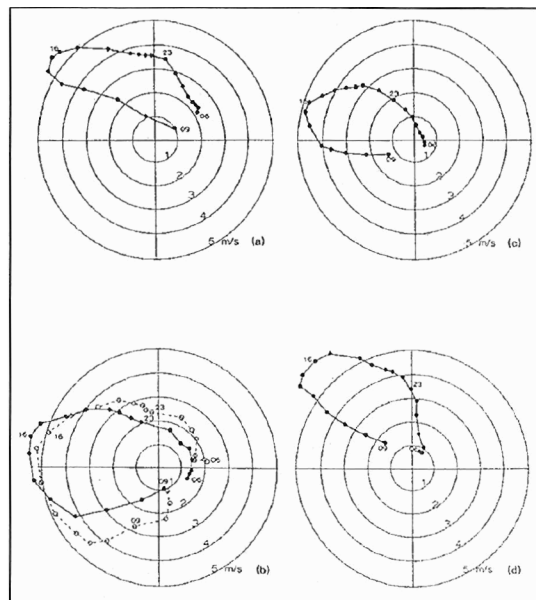


Fig. 4. Hodógrafas de viento calculadas por Zhong y Takle (1993), con $|V_g| = 2 \text{ m s}^{-1}$ y cuatro direcciones diferentes en un litoral oriental en que la costa discurre de N a S

2.3 Análisis espectral multivariado

Mediante esta técnica es posible evaluar el grado de afinidad existente entre dos o más series temporales. Aplicando la transformada de Fourier de la función de correlación cruzada entre dos series simultáneas podremos conocer:

- El *coespectro* o densidad espectral coincidente.
- El *quadespectro* o cuadratura espectral.
- La coherencia, que es el grado de asociación lineal.
- La fase, o *desfase* medio entre las partes de las series a una frecuencia dada.

Valores de fase similares en una banda de alta coherencia (próxima a la unidad) indicarán cierto grado de acoplamiento entre las series. Tratándose de series horarias de viento coincidentes en el tiempo, podremos conocer las diferencias de fase del efecto que estemos analizando, siempre que exista afinidad entre ellas.

Los resultados obtenidos para la fase de las componentes del viento en Rota durante aquellos períodos con datos simultáneos de viento en Rota y Cádiz, se ilustran en la Tabla 1.

Tabla 1

Fases de las componentes del viento en Rota en relación a las de Cádiz para distintas situaciones y estaciones

Situación	U	V	Situación	U	V
Brisa (junio)	346°	317"	Poniente (julio)	3°	349"
Brisa (agosto)	345°	344°	Poniente (septiembre)	10°	14"
Levante (mayo)	346°	20°	Primavera 1995	352°	6"
Noroeste (julio)	342°	43°	Verano 1995	356°	7°
SE + Brisa (agosto)	344°	345°	Otoño 1994	350°	345°

En regímenes de brisa, su evolución en Rota está desfasada aproximadamente 15° (1 hora por término medio) en relación a Cádiz. En cambio, los flujos sinópticos marítimos (poniente y noroeste) responden antes en Rota al calentamiento diurno. Tratándose de invasiones de viento de levante, éste aparece aproximadamente 1 hora antes en Cádiz, aunque responde menos y más tarde a cambios en la componente v .

Un análisis cruzado entre la serie estival de la componente u (la más energética) del viento en Rota y la serie de temperatura en verano del 94, revela una fase de aquella de 150°, dando a entender que el valor mínimo (el más negativo, correspondiente a la componente w) está desfasado alrededor de 20° respecto al instante de máxima temperatura. O sea, por término medio, la mayor intensidad del viento aparece retrasada algo más de una hora en relación a la máxima térmica.

3. Modelos dinámicos sobre el giro de la brisa

El modelo teórico simple propuesto por Neumann (1977) muestra, de manera aproximada, los factores que contribuyen al giro característico de la brisa según la expresión

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = -f + \frac{1}{V^2} \left[\frac{V}{\rho} \frac{\partial p_M}{\partial x} + f(uu_g + vv_g) \right]$$

en un sistema de coordenadas de geometría cartesiana, con el eje X perpendicular a la línea litoral y dirigido hacia el interior, siendo p_M la presión a mesoescala fruto del calentamiento del terreno, α el ángulo que forma la dirección del viento con el eje X , es decir $\alpha = \tan^{-1}(v/u)$. En esta expresión para la rotación de la dirección local del viento se han omitido dos términos importantes: el de advección y el de fricción, aunque la expresión resulta suficiente para un análisis cualitativo, y está en consonancia con los rasgos generales de la velocidad en el giro de la brisa.

Zhong y Takle (1993) exploraron la sensibilidad de las características mesoescalares respecto a los vientos sinópticos examinando el campo de convergencia a niveles bajos. Para conocer en detalle la rotación del vector viento en áreas costeras llanas tornan como expresión de partida la misma utilizada por Neumann:

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = \frac{u(\partial v / \partial t) - v(\partial u / \partial t)}{v_h^2} = \frac{1}{V_h \cdot V_h} \mathbf{k} \left(\mathbf{V}_h \times \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial t} \right)$$

donde $\mathbf{V}_h = (u, v)$ es el viento horizontal que satisface la ecuación del momento. Llamando $\mathbf{V} = (u, v, w)$, π a la presión de la perturbación y \mathbf{K} al tensor de difusividad turbulenta,

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = \underbrace{-f}_{(I)} + \underbrace{f \frac{\mathbf{V}_h \cdot \mathbf{V}_g}{V_h^2}}_{(II)} - \underbrace{\frac{\theta}{V_h^2} \mathbf{k} \cdot \mathbf{V}_h \times \nabla \pi}_{(III)} - \underbrace{\frac{1}{V_h^2} \mathbf{k} \cdot [\mathbf{V}_h \times (\mathbf{V}_h \cdot \nabla \mathbf{V}_h)]}_{(IV)} - \underbrace{\frac{w}{V_h^2} \mathbf{k} \cdot \left(\mathbf{V}_h \times \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial z} \right)}_{(V)} + \underbrace{\frac{1}{V_h^2} \mathbf{k} \cdot \mathbf{V}_h \times (\nabla \cdot \mathbf{K} \cdot \nabla \mathbf{V})}_{(VI)}$$

ecuación que expresa el balance de fuerzas que controla la razón de giro del viento. Cada término expresa la contribución al giro alrededor de la vertical local de los diversos factores:

- (I): Parámetro de Coriolis
- (II): Interacción del flujo sinóptico con las brisas
- (III): Interacción del gradiente de p a mesoescala con las brisas
- (IV): Advección horizontal
- (V): Advección vertical
- (VI): Fricción

De estos seis términos que contribuyen a la rotación del viento, sólo el término (V) de advección vertical resulta despreciable en casi todos los casos. Durante el día, para todo viento sinóptico, los mayores términos son el gradiente de presión a inesoescala y el de fricción, que tienden siempre a tener sentido opuesto, de manera que se cancelan parcialmente. Pero su residuo es del mismo orden de magnitud que (IV), ratificando la contribución esencial de la advección horizontal al giro del viento. Durante el período de transición entre

el ocaso y la medianoche, todos los términos, salvo (V), son igualmente importantes, dominando ligeramente el parámetro de Coriolis.

Los resultados de Zhong y Takle (Fig. 1), al igual que los de modelos anteriores menos rigurosos incluido el de Neumann, muestran la forma casi elíptica de las hodógrafas obtenidas con vientos geostróficos de 2 m s^{-1} de velocidad y direcciones normales y longitudinales a la línea de costa. Se aprecia cómo la forma de la hodógrafa (a), resultante cuando V_g sopla de tierra, es la menos elíptica. Una mayor contribución del término advectivo horizontal, bien sea por una mayor intensidad del viento sinóptico o bien inducida por la topografía, da lugar a la deformación de las hodógrafas. Es decir, los efectos no lineales resultan ser los responsables de la deformación de la forma elíptica de la hodógrafa de la brisa (Kusuda y Abe, 1989).

4. Conclusiones

Se han descrito básicamente las peculiaridades de las evoluciones del viento asociadas al calentamiento diurno y se ha mostrado el Análisis Rotatorio del viento como eficaz técnica para revelar la presencia de rotaciones de viento, conocer su amplitud y sentido, con independencia de las causas que originen la perturbación (brisas costeras, de valle, etc...) y de la orientación del sistema coordinado de referencia. Resulta particularmente útil para analizar los efectos del calentamiento diferencial en las cercanías del litoral, determinando el sentido de variación de la dirección del viento y la hodógrafa media de los vientos afectados, y en particular de las brisas. El Análisis Espectral Cruzado permite complementar el estudio desde un punto de vista comparativo, evidenciando las analogías y contrastes, así como la fase de una misma perturbación en diferentes lugares.

Finalmente, se aprecia una buena concordancia con los resultados obtenidos a partir de modelos numéricos.

Referencias

Godin. *Tides*.

Gonella, J., 1972: *A rotary- component method for analyzing meteorological and oceanographic vector time series*. *Deep Sea Research*, 19, pp. 833-846.

Kusuda, Abe, 1989: *The contribution of Horizontal Advection to the diurnal variation of the Sea and Land Breezes*. *Journal of the Met. Soc. of Japan*, Vol. 67 No. 2, pp. 177-184.

Neumann, Mahrer, 1971: *A Theoretical Study of the SLB Circulation*. *Journal of Atmospheric Sciences*, 28, pp. 532-542.

Neumann, J., 1977: *On the rotation rate of the direction of SLB*. *J. Atmosp. Sciences*, 34, pp. 1913-1917.

O'Brien, Pillsbury, 1974: *Rotary wind Spectra in a Sea Breeze Regime*. *J. Applied Met.*, 13, pp. 820-825.

Pearson et al., 1983: *The Sea Breeze with mean flow*. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 109, pp. 809-830.

Zhong, Talle, 1993: *The effects of Large Scale winds on the SLB circulations in an area of complex coastal heating*. *J. Applied Met.*, 32, pp. 1181-1195.

Agradecimientos

A los observadores de la Base de Rota que han recopilado los datos horarios del viento durante los últimos años. A los D^{rs}. D. Luis Tejedor y D. Miguel Bruno por su colaboración en la realización de este estudio.